Über das Gleichgewicht der Ostalpen

Von PETER STEINHAUSER

(Vorgelegt in der Sitzung der math.-nat. Klasse am 18. Jänner 1991)

Zusammenfassung

Es wird untersucht, welche Aussagen über den Gleichgewichtszustand der Ostalpen hinsichtlich von Vertikalbewegungen anhand unabhängig ermittelter geodätischer, gravimetrischer und geochronologischer Datensätze möglich sind. Die geodätisch ermittelten rezenten Krustenbewegungen ergeben für den Ostalpenbereich Hebungen bis zu 2,5 mm/Jahr. Derartige Hebungen erfordern bei rein isostatischer Betrachtungsweise, die das Wirken tektonischer Kräfte ausschließt, eine Überkompensation der sichtbaren Gebirgsmassen durch das Massendefizit der Gebirgswurzel. Dementsprechend sind negative isostatische Anomalien zu erwarten. Die isostatischen Schwerewerte, die durch Absolutschweremessungen hinsichtlich ihres Niveaus sicher erfaßt sind, ergeben jedoch im Mittel eine positive Anomalie. Dies deutet auf Unterkompensation und würde Senkungsbewegungen erfordern.

Die geochronologische Apatit-Spaltspurendatierung wird als weiterer Ansatz zur Bestimmung von rezenten Hebungen ausgegeben. Mit dieser Methode wurden Hebungsraten berechnet, die im Bereich von 0,1 bis 0,5 mm/Jahr liegen und somit dem Vorzeichen nach die geodätischen Befunde bestätigen, dem Betrag nach aber deutlich kleiner ausfallen. Es wird gezeigt, daß die geochronologischen „Hebungen“ in Wirklichkeit als Erosionsraten zu deuten sind und daß die Ostalpen noch immer infolge der Wirkung tektonischer Kräfte gehoben werden.

Daraus ergibt sich ein geophysikalisches Modell der Gebirgsentwicklung, das von der Gebirgsbildung in ein tektonisches Gleichgewicht übergeht und über eine Übergangsphase den Zustand des isostatischen Gleichgewichts erreicht.

Abstract

On the Balance of the Eastern Alps

Geodetic, gravimetric and geochronological data are investigated with regard to the status of balance of the Eastern Alps. Repeated levellings yield uplift rates up to 2.5 mm/a. For the case of isostasy this would require negative isostatic anomalies. But in reality the isostatic anomalies, which are tied to the absolute gravity datum, own in average a positive value, thus indicating that the observed uplift rates are not of isostatic origin.

Fission track dating results of apatite are also often interpreted in terms of uplift rates. According to this hypothesis uplift rates of 0.1 to 0.5 mm/a occur in the Eastern Alps. It is shown that this geochronological "uplift" represents in reality the erosion rate in the Eastern Alps and the uplift as geodetically observed, is caused by tectonic forces.

Out of these results a geophysical four-stage model of the development of mountain ranges can be derived. The formation of mountains is followed by a tectonic balance and a transition phase with the isostatic balance forming the final stage of a mountain range.

1. Einleitung

Die Existenz von rezenten Vertikalbewegungen ist in einem Gebirge schon deshalb zu erwarten, weil Erosion und Sedimentation ständig direkte Massenumlagerungen bewirken, weshalb das isostatische Gleichgewicht nur durch Ausgleichsbewegungen aufrechterhalten werden kann. Dabei wirkt die Isostasie lediglich als eine gleichgewichtserhaltende Kraft, sobald Massen aus der Balance geraten sind. Die Gebirgsbildung selbst wird hingegen durch plattentektonische Kräfte bewirkt. Aus einem Vergleich der Schwereverteilung mit geodätisch ermittelten rezenten Vertikalbewegungen können daher Aussagen über den Gleichgewichtszustand und das geodynamische Verhalten eines Gebirges abgeleitet werden.

Im Gegensatz zur Untersuchung der Untergrundstrukturen, für die relativ bestimmte Schwereanomalien ausreichend sind, bildet es für die Beurteilung des Gleichgewichtszustandes eine wesentliche Voraussetzung, daß das wahre Schwereniveau durch Absolutmessungen erfaßt worden ist. Dies ist für die Ostalpen der Fall (1, 2).

2. Das Schwereanomalienbild der Ostalpen

Die von SENFTL (3) veröffentlichte Bouguerschwerekarte und die Karte der isostatischen Schwereanomalien (4) müssen im Sinne der hier angestrebten absoluten Betrachtungsweise auf die Basis des geodätischen Referenzsystems GRS 1980 und das durch die Absolutschweremessungen festgelegte Schwereniveau des Österreichischen Schweregrundnetzes ÖSGN transformiert werden (5, 6).

Eine vollständige Neuberechnung ist nicht notwendig, da die Reduktionsparameter mit der Reduktionsdichte $\varrho = 2{,}67\ g/cm^3$ und dem Reduktionsradius 167 km beibehalten werden können. Wie nämlich eine statistische Untersuchung der Dichte der Oberflächengesteine zeigt (7), entspricht diese Standarddichte sehr gut dem Median der Häufigkeitsverteilung der Dichtewerte, die in Abb. 1 wiedergegeben ist. Ebenso hat sich gezeigt, daß der Reduktionsradius von 167 km ausreichend ist, den Einfluß der alpinen Topographie zu korrigieren (8).

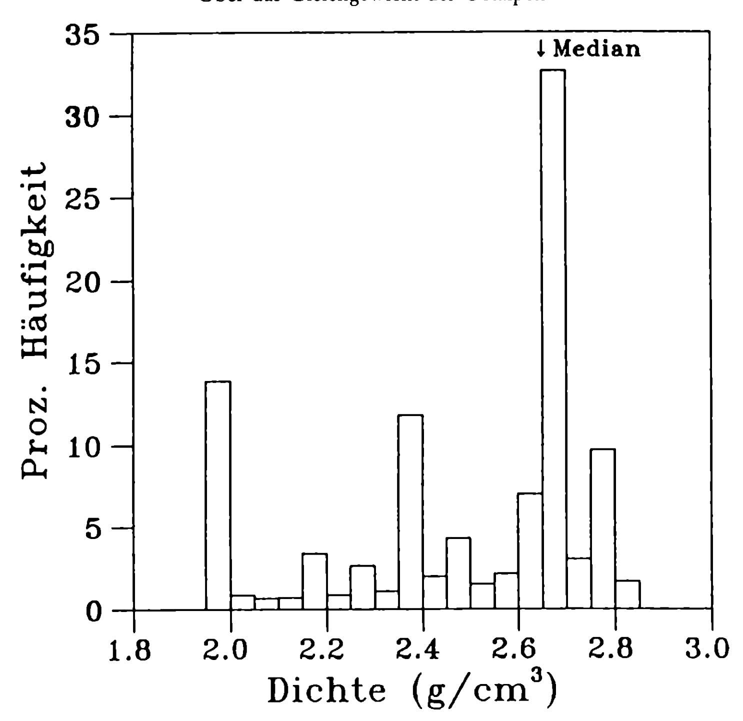


Abb. 1: Häufigkeitsverteilung der Oberflächengesteine (Häufigkeitsangaben Prozent der Fläche Österreichs).

Die für die isostatische Korrektur zusätzlich erforderlichen Parameter der Krustenmächtigkeit T der bis zum Meerespiegel reichenden Normalkruste und des Dichtekontrastes $\Delta\varrho$ zwischen der Unterkruste und dem oberen Erdmantel können nach seismischen Untersuchungen (9, 10, 11) mit $T = 30$ km und $\Delta\varrho = 0{,}4$ g/cm³ gewählt werden. Die so ermittelten isostatischen Anomalien besitzen keine Korrelation mit den Geländehöhen (7), was dafür spricht, daß Krustenmächtigkeit und Dichtekontrast richtig gewählt worden sind.

Die Transformation erfolgt in beiden Fällen durch Digitalisierung der Schwerewerte in einem geographischen Raster von 5' (Länge) und 3' (Breite), da diese Elementgröße einerseits zum Rastersystem der österreichischen Höhendatenbank (12) paßt und andererseits der mittleren Meßpunktdichte der für die Ausgangskarten verwendeten Schwerestationen im Alpenbereich entspricht.

Die Durchführung der Transformation bewirkt selbstverständlich keine Veränderung der Form der Schwereanomalien, sondern nur eine breitenabhängige Niveauverschiebung.

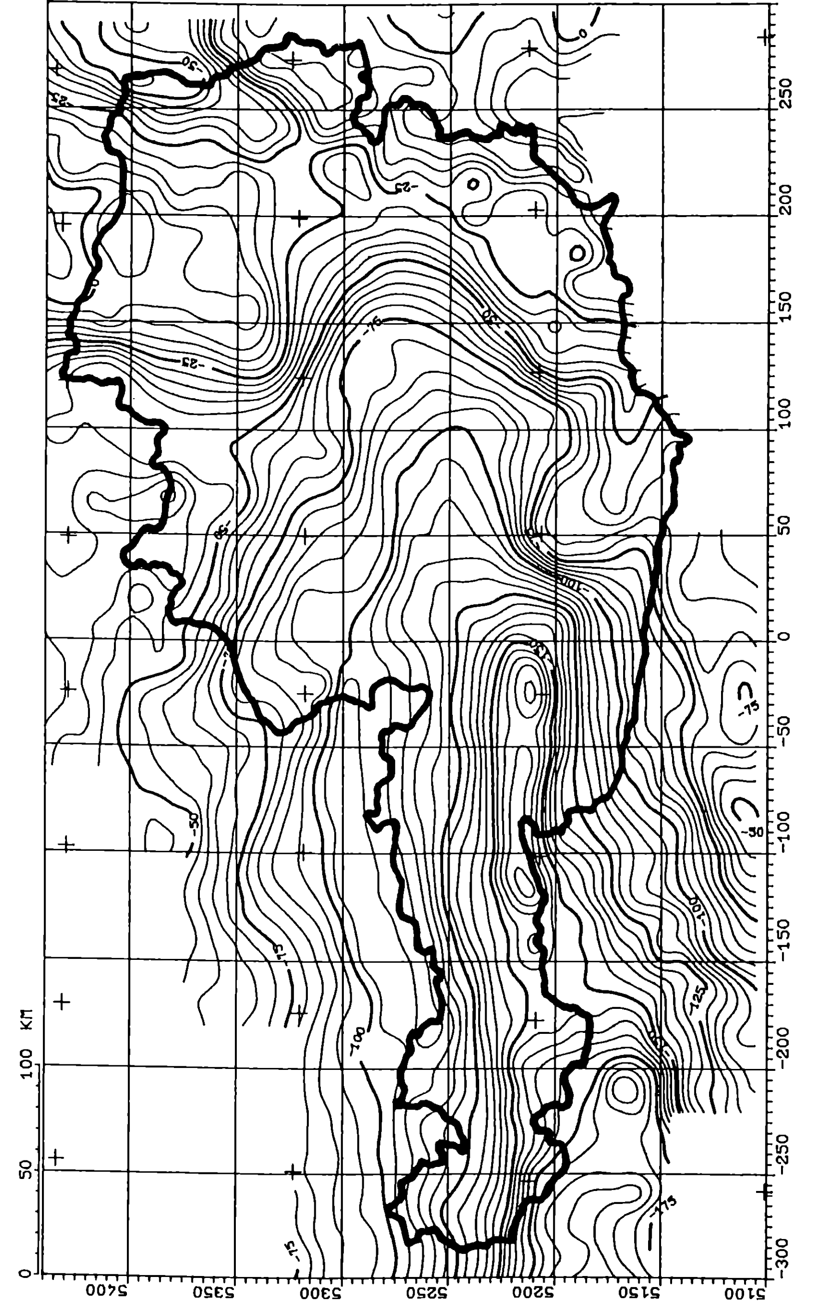


Abb. 2: Bouguerschwerekarte der Ostalpen im ÖSGN-1980-System (Reduktionsdichte 2,67 g/cm³, Reduktionsradius 167 km).

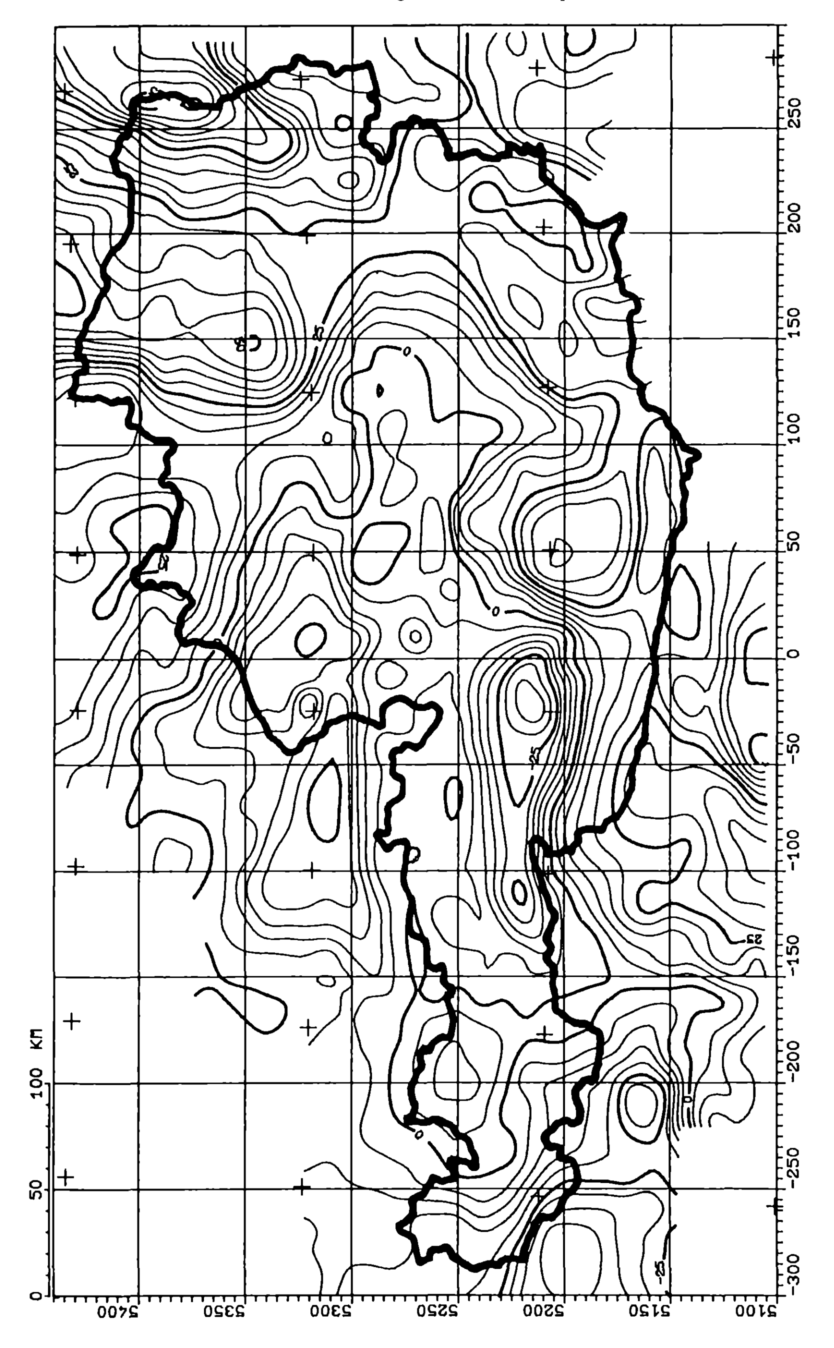


Abb. 3: Isostatische Schwerekarte der Ostalpen im ÖSGN-1980-System.

2.1 Bouguerschwereanomalien

Die Bouguerschwereverteilung ist in Abb. 2 wiedergegeben. Infolge der Transformation sind positive Anomalien weitestgehend verschwunden und nur noch an den Rändern des Kartenausschnittes zu finden, und zwar nördlich von Niederösterreich im Bereich von Znaim (Mähren) und im Osten in Ungarn östlich der Flüsse Raba und Zala.

Das Anomalienbild wird vom Schwereminimum der Ostalpen beherrscht, dessen Achse, geringfügig nach Norden versetzt, ungefähr dem Alpenhauptkamm folgt. Bei einer Gesamtamplitude von knapp 200 mgal besitzen die Flanken im Süden deutlich steilere Gradienten als im Norden. Daneben sind auch subregionale Strukturen im Schwerebild erkennbar, wie die relativen Schwerehochzonen im Bereich Klagenfurt – Gurktaler Alpen sowie im Ostabschnitt der Böhmischen Masse und der schmale Schweretrog im Bereich des Wiener Beckens.

2.2 Isostatische Anomalien

Die Karte der auf absolutes Schwereniveau transformierten Anomalien ist in Abb. 3 wiedergegeben. Dank der Leistungsfähigkeit des isostatischen Reduktionsverfahrens wird der negative Trend der Bouguerkorrektur ausgeglichen und die Bandbreite der Anomalien praktisch halbiert. Das Anomalienbild läßt keinen Zusammenhang mit der regionalen Gesamtstruktur der Ostalpen mehr erkennen, sondern wird von Schwereanomalien subregionaler Dimension geprägt, die offensichtlich den inhomogenen Aufbau der oberen Kruste widerspiegeln. In diesem Sinn können einzelne Anomalien mit geologischen Einheiten in Verbindung gebracht werden. So zeichnen sich der Zentralteil der Molassezone und das Wiener Becken ebenso als negative Anomalien ab wie das Tauernfenster. Hingegen befinden sich im Bereich der nördlichen Kalkalpen, des Ostabschnittes der Böhmischen Masse und in den Gurktaler Alpen positive Anomalien.

3. Vertikalbewegungen aus gravimetrischer Sicht

Aus isostatischer Sicht ist zu prüfen, ob die Gebirgsmassen aus der Gleichgewichtslage nach oben oder nach unten hin abweichen. Diese Untersuchung kann dadurch erfolgen, daß einerseits die Massenbilanz zwischen der topographischen Masse und dem gravimetrischen Massendefizit der Gebirgswurzel aufgestellt wird und andererseits die statische Häufigkeitsverteilung der isostatischen Anomalien auf ihre Ausgeglichenheit geprüft wird. Da es für diese Form der Untersuchung nicht erforderlich ist, Modellvorstellungen vom Aufbau des Untergrundes zu entwickeln, entfällt auch die diesbezügliche, unvermeidliche Mehrdeutigkeit.

3.1 Massenbilanz

Während die Auflast des Gebirges einfach aus dem Volumen der Topographie bis zum Bezugsniveau und der mittleren Dichte der

Oberflächengesteine ermittelt wird, kann das ausgleichende Massendefizit ΔM im Untergrund durch Anwendung des GAUSschen Theorems auf die Bouguerschwere Δg_0" ermittelt werden.

$$\Delta M = \frac{1}{2\pi f} \int \int \Delta g_0''(x, y)\, dxdy$$

Da die Integration in der Praxis nicht, wie theoretisch gefordert, bis ins Unendliche fortgesetzt werden kann, sondern vorher abgebrochen werden muß, ist das Ergebnis noch durch einen Korrekturfaktor um den Abschneidefehler zu verbessern (13).

Für die Ostalpen ergibt sich daraus folgende Massenbilanz (7):

spezifische topographische Masse	2,31 10^{12}	kg/km²
spezifisches gravimetrisches Massendefizit	−2,13 10^{12}	kg/km²
spezifische Massenbilanz	+0,18 10^{12}	kg/km²

Demnach ist für die Ostalpen die topographische Auflast um knapp 10 % größer als das ausgleichende Massendefizit der Gebirgswurzel.

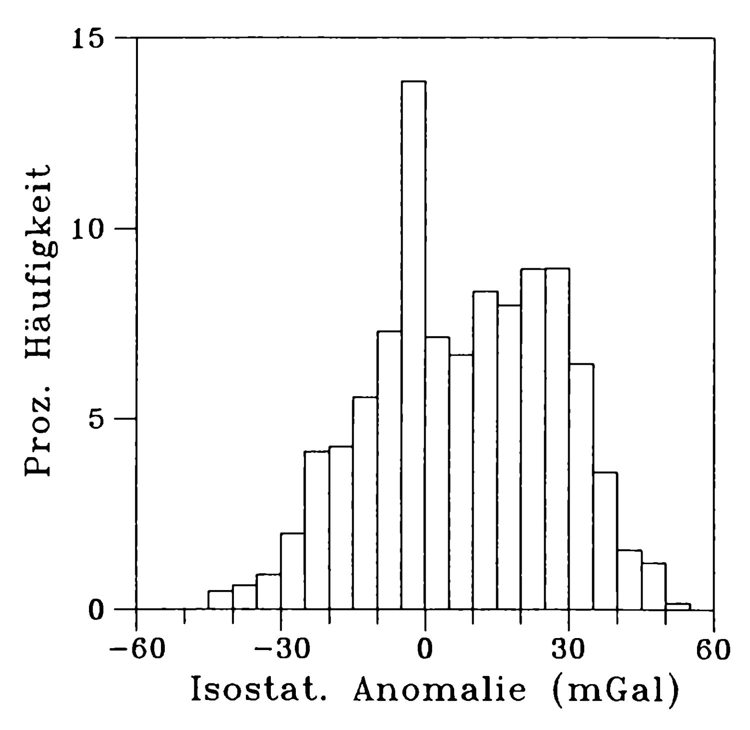


Abb. 4: Häufigkeitsverteilung der isostatischen Anomalien.

3.2 Isostatisches Gleichgewicht

Zur Ermittlung des isostatischen Gleichgewichts wurde die Häufigkeitsverteilung der mittleren isostatischen Anomalien für die vorhin angegebenen Rasterelemente ausgezählt. Wie aus Abb. 4 ersichtlich ist, ergibt sich eine zweigipfelige Häufigkeitsverteilung mit einem schmalen, extrem steilen Maximum im Nullniveau und einem flacheren, breiteren im Bereich von 20 bis 30 mgal. In qualitativer Hinsicht spricht bereits diese mehrgipfelige Verteilungsform zusammen mit der subregionalen Gliederung des Isolinienbildes gegen einen isostatischen Gleichgewichtszustand. Da das arithmetische Mittel aus theoretisch-statischen Gründen nur für Normalverteilungen Aussagekraft besitzt, ist es zweckmäßig, den von der Verteilungsform unabhängigen Zentralwert zu berechnen, der hier +8,1 mgal beträgt. Dies bedeutet, daß die Alpen nicht vollständig ausgeglichen sind, sondern im Durchschnitt etwas zu hoch aufragen.

Das Ergebnis der gravimetrischen Untersuchung kann somit dahingehend zusammengefaßt werden, daß die Ostalpen im Verhältnis zur tragenden Gebirgswurzel um ca. 10 % zu hoch aufragen. Vom rein isostatischen Gesichtspunkt sind daher rezente Senkungsbewegungen zu erwarten.

4. Vertikalbewegungen aus geodätischer Sicht

Geodätisch sind die rezenten Vertikalbewegungen direkt durch Wiederholungsnivellements ermittelt worden, wobei für die Analyse nur Knotenpunkte des Nivellementnetzes herangezogen wurden, um den Fehler möglichst klein zu halten (14). Insgesamt ergibt die Ausgleichsrechnung für 71 Knotenpunkte rezente Vertikalbewegungen, die von –1,0 mm/Jahr (Wr. Neustadt, Niederösterreich) bis zu +2,5 mm/Jahr (Feldkirch, Vorarlberg) reichen. Diese Bewegungen beziehen sich auf den Knotenpunkt Freistadt (Oberösterreich), der aufgrund seiner zentralen Lage in der Böhmischen Masse, die als stabilste geologische Einheit Österreichs angesehen werden kann, als Nullpunkt gewählt worden ist. Die aus diesen Daten abgeleitete Karte der rezenten Krustenbewegungen ist in Abb. 5 wiedergegeben.

Die Karte zeigt kräftige Hebungsraten für den Westen und Süden der Ostalpen sowie geringfügige für den Ostteil der Böhmischen Masse. Senkungsbewegungen sind im wesentlichen auf das Wiener Becken konzentriert, während für das nördliche Alpenvorland, den Westteil der Böhmischen Masse, den östlichen Alpenraum und den Übergangsbereich zum Pannonikum keine wesentlichen Bewegungen feststellbar sind.

Da sich bei niedrigen Bewegungsraten die Fehler des Nivellements voll auswirken, kann diesen keine Aussagekraft zukommen. Insgesamt müssen aber die rezenten Vertikalbewegungen als gesichert gelten, da die gesamte Bandbreite der Bewegungsraten mit 3,5 mm/Jahr rund sechsmal so groß ist wie die Standardabweichung von ±0,6 mm/Jahr (14).

Abb. 6 gibt für die Knotenpunkte die Korrelation der rezenten Bewegungen mit den Schwereanomalien wieder, wobei sich nur für die

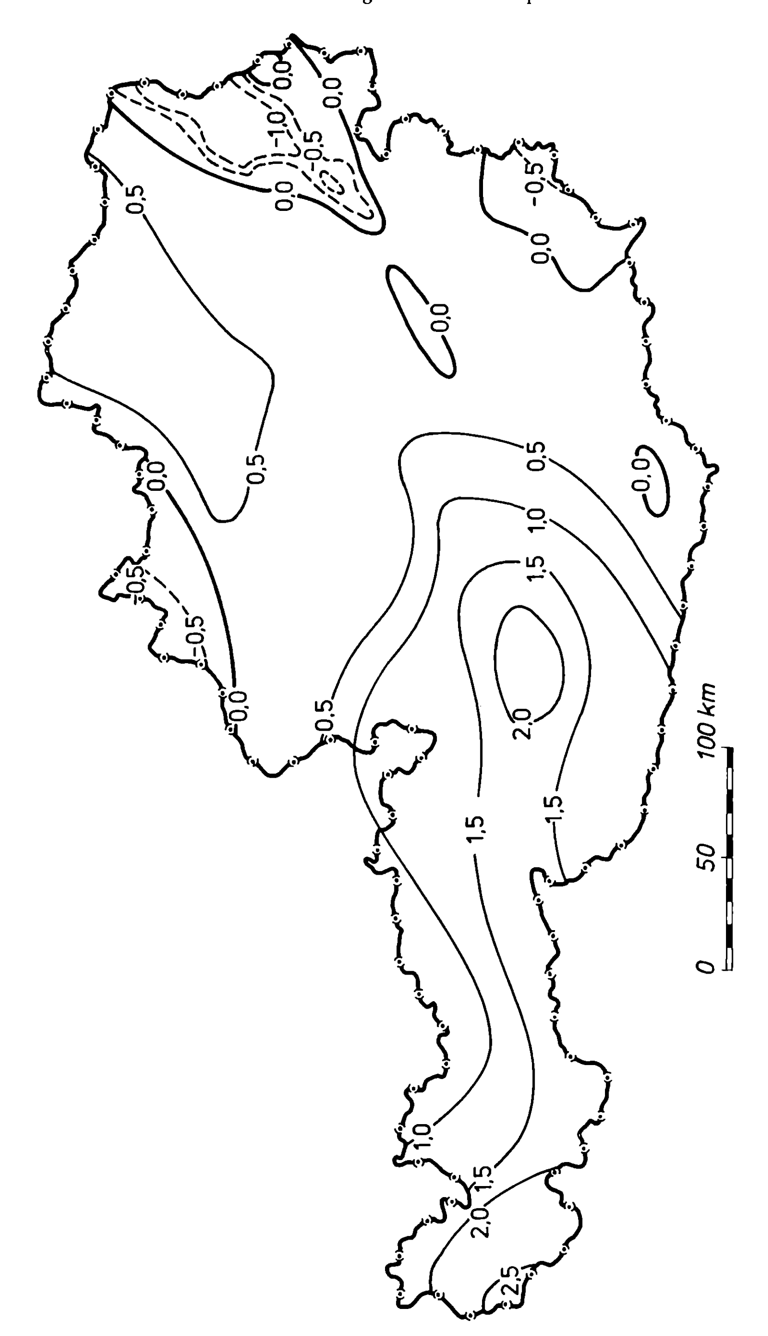


Abb. 5: Karte der rezenten Krustenbewegungen.

Rezente Krustenbewegung (mm/a)

r = 0.67

3
2
1
0
−1
−2

−200 −150 −100 −50 0 50

Bougueranomalie (mGal)

Rezente Krustenbewegung (mm/a)

r = 0.36

3
2
1
0
−1
−2

−50 0 50 100

Isostatische Anomalie (mGal)

Abb. 6: Korrelation der rezenten Krustenbewegungen mit den Schwereanomalien, links: Bougueranomalien, rechts: isostatische Anomalien.

Region	Zahl der Beobachtungen	Korrelationskoeffizient	
		Bouguer A.	isostatische A.
Böhmische Masse	8	0,71	0,59
Wiener Becken	8	0,88	0,69
Molassezone und pannonische Übergangszone	10	−0,03	−0,14
westliche Flyschzone und Helvetikum	7	−0,81	−0,44
Nördliche Zentralalpen	21	**−0,83**	−0,10
Südliche Alpen	17	**−0,87**	−0,28

Tabelle 1: Korrelation zwischen rezenter Vertikalbewegung und Schwereanomalien.

Bougueranomalien ein statisch signifikanter Korrelationskoeffizient ergibt. Da aber die Vertikalbewegungen und in noch stärkerem Ausmaß die isostatischen Anomalien ein unterschiedliches Verhalten für verschiedene geographische oder geologische Bereiche von subregionaler Größe erkennen lassen, ist zu prüfen, ob die Korrelation durch eine entsprechende Bereichsaufgliederung verbessert werden kann.

Diese Unterteilung ist empirisch nach regionalen Gesichtspunkten getroffen worden, wobei neben den Schwereanomalien auch die Homogenität der Hebungsraten als Zusatzbedingung verwendet worden ist. Demnach lassen sich sechs verschiedene Regionen unterscheiden, für die die in Tabelle 1 angeführten Korrelationskoeffizienten ermittelt worden sind. Statistisch signifikante Koeffizienten sind im Fettdruck hervorgehoben. Die zugehörigen Regressionen sind in Abb. 7 wiedergegeben.

Bei der Bouguer-Anomalien-Korrelation treten demnach mit Ausnahme der Molassezone überall relativ hohe Korrelationskoeffizienten auf, wobei jedoch nur im Alpenbereich Signifikanz gegeben ist. Da kein physikalischer Zusammenhang vorstellbar ist, muß angenommen werden, daß sich deshalb hohe Korrelationskoeffizienten ergeben, weil die Bougueranomalie die Gesamtstruktur der Alpen gut charakterisiert. Für diese Deutung spricht auch der Vorzeichenwechsel des Korrelationskoeffizienten im Wiener Becken und in der Böhmischen Masse. Im Wiener Becken nehmen die Senkungsbeträge mit abnehmender Bougueranomalie zu, wobei das Schwereminimum offensichtlich mit der Mächtigkeit der jungen Sedimente im Zusammenhang steht. In der Böhmischen Masse nehmen im Gegensatz zu den Alpen die Hebungsraten mit wachsender Bougueranomalie zu.

Im Alpenbereich sind, wie aus Abb. 7 erkennbar ist, die Hebungsraten bei gleichen Bougueranomalienbeträgen südlich des Alpenhauptkammes größer als nördlich davon. Diese unterschiedlichen Bewegungsverhältnisse dürften bereits seit längerer Zeit andauern, da

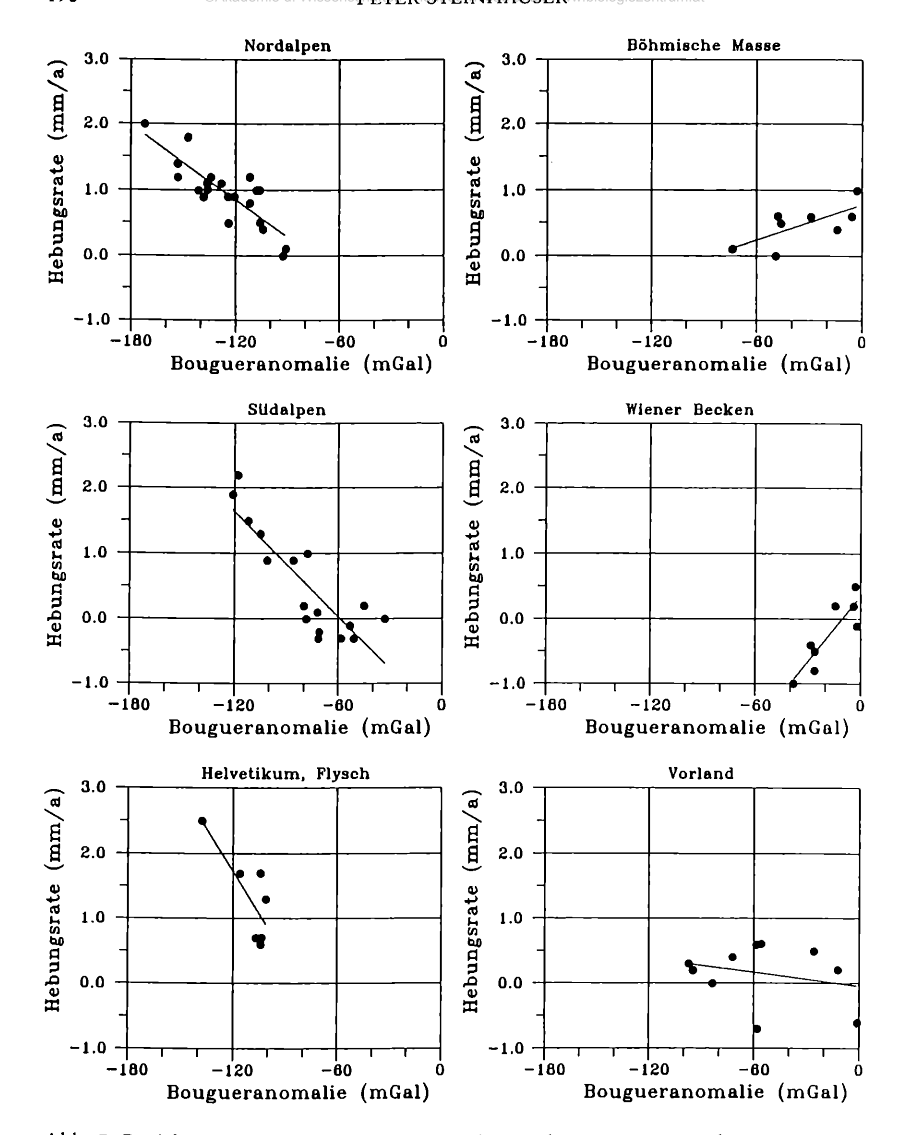


Abb. 7: Beziehungen zwischen Bougueranomalien und rezenten Krustenbewegungen für verschiedene Regionen oder geologische Einheiten.

südlich des Alpenhauptkammes für gleiche Bougueranomalienwerte die Alpen um etwa 600 m höher aufragen als nördlich davon, wie Abb. 8 zeigt (15).

Die Korrelation mit den isostatischen Anomalien ist praktisch in allen Fällen weit von der Signifikanzschwelle entfernt; besonders schlecht

ist aber die Korrelation im Alpenbereich – also dort, wo die wesentlichen Vertikalbewegungen auftreten.

Zusammenfassend ergibt sich daraus, daß die geodätisch beobachteten Vertikalbewegungen im direkten Widerspruch zu den gravimetrisch erforderlichen Bewegungen stehen und keinesfalls als isostatische Ausgleichsbewegungen interpretiert werden können.

5. Vertikalbewegungen aus geochronologischer Sicht

Ein weiterer Ansatz, Rückschlüsse auf Vertikalbewegungen zu ziehen, beruht auf der Apatit-Spaltspurendatierung. Bei diesen Altersangaben handelt es sich um Abkühlungsalter mit einer Schließungstemperatur von etwa 100 °C. Bei Normaldruck bewirkt die Einwirkung dieser Temperatur für die Dauer von 1 bis 10 Ma die Schließung von 50 % der Spaltspuren. Unter der Voraussetzung eines konstanten geothermischen Gradienten entspricht diese Temperatur auch einer konstanten Tiefenlage, und die Spaltspurenalter geben somit den Zeitpunkt an, wann die analysierten Proben diese Tiefe passiert haben (16).

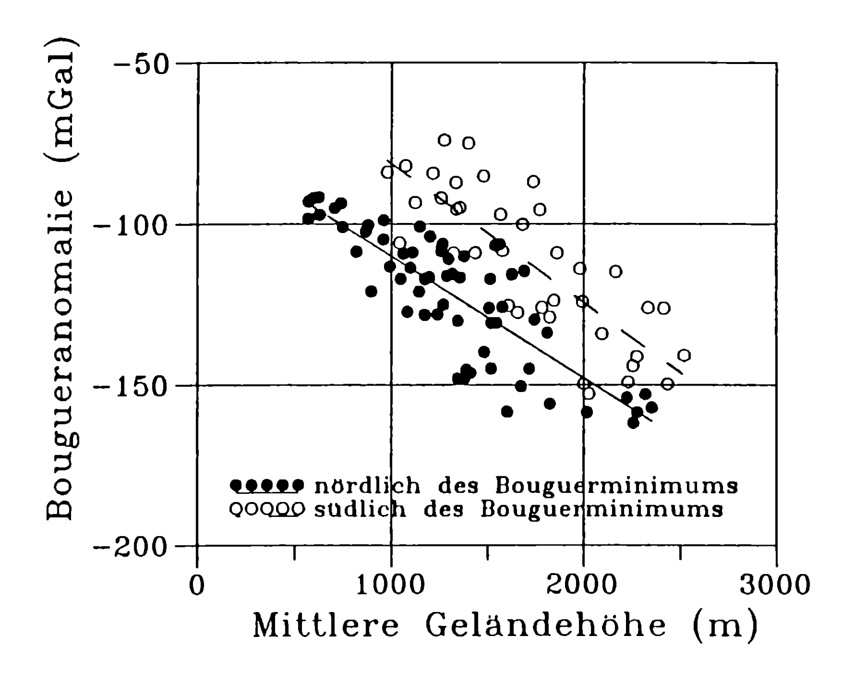


Abb. 8: Beziehungen zwischen den mittleren Geländehöhen und den mittleren Bougueranomalien in den Ostalpen zwischen 12° E und 13°30' E für Rasterelemente von 6' × 10'

In Gebirgslagen ergab sich dabei das Phänomen, daß Proben aus höheren Lagen früher abgekühlt sind als Proben aus Tallagen. Um die entsprechende vertikale Zunahme der Spaltspurenalter interpretieren zu können, ist es erforderlich, Hebungen anzunehmen. Aus der Differenz in der Höhenlage und der Spaltspurenalter verschiedener Gesteinsproben können nach diesem Modell Hebungsraten des jeweiligen Untersuchungsgebietes ermittelt werden (17).

Mit dieser Methode wurden in den Ostalpen an Apatiten aus verschiedensten Bereichen Hebungsraten bestimmt, die im Bereich von 0,1 bis 0,5 mm/Jahr liegen (18,19).

Selbst wenn man berücksichtigt, daß der Begriff der „rezenten" Vertikalbewegung bei dieser Methode in der weitest möglichen aller denkbaren Formen verwendet wird und diese Untersuchungszeiträume in keiner Weise vergleichbar sind, so ist doch zusammenfassend festzustellen, daß die geochronologischen Hebungsraten weder mit den gravimetrischen noch mit den geodätischen Befunden übereinstimmen, da erstere Senkungraten und letztere signifikant größere Hebungsraten ergeben.

6. Diskussion

Die Diskussion der in den vorhergehenden Abschnitten dargelegten Ergebnisse kann zunächst von der Erkenntnis ausgehen, daß die Widersprüchlichkeit der Einzelbefunde isostatische Ausgleichsvorgänge als Ursache der geodätisch beobachteten Vertikalbewegungen ausschließt. Auf dieser Grundlage scheint auch die Neuinterpretation der geochronologisch ermittelten Vertikalbewegungen möglich. Diese „geochronologischen" Bewegungen wurden unter der stillschweigenden Voraussetzung, daß isostatische Gleichgewichtsbedingungen herrschen, als absolute Hebungsraten gedeutet, die die Wirkung der Erosion ausgleichen. Mit dem Wegfall der Voraussetzung ist auch der an sich naheliegenden Schlußfolgerung der Boden entzogen.

Aus der Spaltspurendatierung kann zwar immer noch eine Annäherung an die Oberfläche abgeleitet werden, die aber ausschließlich als Erosionsrate zu deuten ist und Auskunft darüber gibt, in welchem Tempo eine Schicht des Untergrundes infolge Abtragung, Deckenbewegungen usw. näher zur Oberfläche gelangt. Ob bzw. wie weit isostatische Vorgänge dabei eine Rolle spielen, kann aus geochronologischen Befunden alleine nicht entschieden werden. Diese „geochronologische" Erosionsrate stimmt gut mit der aus der Geschiebe- und Schwebstofffracht der Alpenflüsse abgeleiteten „hydrologischen" Erosionsrate zusammen, die ebenfalls im Größenordnungsbereich von 10^{-1} mm/Jahr liegt (20).

Insgesamt belegen die hier vorgelegten Meßdaten, daß dem Prinzip der Isostasie für den Bereich der Ostalpen nicht jene Bedeutung zukommt, die vielfach vermutet wird. Wie bereits mehrfach hervorgeho-

ben worden ist (21, 22), muß die isostatische Unterkompensation der Faltengebirgsketten als Regelfall angesehen werden.

Hinsichtlich der Vertikalbewegungen können daher bei der Gebirgsbildung vom geophysikalischen Gesichtspunkt aus die folgenden, in Tabelle 2 zusammengefaßten Ablaufphasen als Modell schematisch unterschieden werden.

Nr.	Phase	Massen-bilanz	Vertikal-bewegung	isostat. Anomalie	Bemerkungen
1	Gebirgs-bildung	zunehmender Überschuß	Hebung	positiv, anwachsend	tektonische Kräfte bewirken durch Krustenverkürzung Hebungsvorgänge, die immer stärker sind als isostatisch erforderlich
2	tektonisches Gleich-gewicht	Überschuß	ausgeglichen	positiv	tektonische Kräfte und Erosion stehen im Gleichgewicht
3	Übergangs-phase	abnehmender Übschuß	Senkung	positiv, abnehmend	Erosion bewirkt bei nachlassenden tektonischen Kräften Annäherung an isostatischen Gleichgewichtszustand
4	isostatisches Gleich-gewicht	ausgeglichen	Hebung	ausgeglichen	Endzustand des Gebirges ist erreicht, Erosion wird durch isostatische Hebung laufend ausgeglichen: Reliefverflachung bei schwacher Hebung

Tabelle 2: Geophysikalisches Modell des Gleichgewichts eines Gebirges hinsichtlich der Vertikalbewegungen.

Für den Zeitraum der aktiven Gebirgsbildung und des bestehenden Hochgebirges befinden sich die Massen nicht im isostatischen Gleichgewicht. Trotz Unterkompensation herrschen Hebungen bzw. stabile Höhenlagen vor. Nach einer Übergangsphase, in der das Gebirge durch Senkung (Abtragung) in das Niveau des isostatischen Massengleichgewichts kommt, werden die Vertikalbewegungen des Gebirges erst in seiner letzten Phase nach den Gesetzen der Isostasie gesteuert. Nach diesem Modell befinden sich die Ostalpen noch in der Phase der Gebirgsbildung, was qualitativ auch durch die bestehende Erdbebenaktivität belegt wird.

Danksagung

Herrn Prof. E. CLAR und Herrn Doz. F. NOBILIS bin ich für wertvolle Anregungen und Hinweise sehr zu Dank verpflichtet. Herrn Dr. MEURERS danke ich für die Diskussion über grundlegende Fragen und die Mithilfe bei den Abbildungen herzlichst. Die Durchführung dieser Arbeit wurde von der Geophysikalischen Kommission der ÖAW und durch das FWF-Projekt P5625 gefördert, wofür aufrichtig gedankt wird.

Literatur

(1) MARSON, J., und STEINHAUSER, P.: Absolute Gravity Measurements in Austria. EOS, *62*, 258, 1981.

(2) RUESS, D., STEINHAUSER, P., JERAM, G., und FALLER, J.: Neue Absolutschweremessungen in Österreich. 5. Int. Alpengrav. Koll., Graz, 1989.

(3) SENFTL, E.: Schwerekarte (Bougueranomalien) 1:1,000.000, Österreich-Atlas. Österreichische Akademie der Wissenschaften, Wien, 1968.

(4) WAGINI, A., STEINHAUSER, P., and MEURERS, B.: Residual Isostatic Gravity Map of Austria. ZAMG, Publ. Nr. *324*, 1–7, 1988.

(5) MORITZ, H.: Geodetic Reference System 1980. Bull. Geod., *54*, 395–405, 1980.

(6) RUESS, D.: Stand des Österreichischen Schweregrundnetzes und des digitalen Geländemodells. Ber. Tiefbau Ostalp., *13*, 139–164, 1988.

(7) STEINHAUSER, P., and PUSTISEK, A.: Estimation of the Mass Deficit of the Eastern Alps. In: The Gravity Field in Austria. Ed.: The Austrian Geodetic Commission, Graz. 111–125, 1987.

(8) STEINHAUSER, P., MEURERS, B., and RUESS, D.: Gravity Investigations under Extreme Mountainous Conditions. Exploration Geophysics, im Druck, 1990.

(9) ARIC, K., GUTDEUTSCH, R., ALBU, I., MITUCH, E., und POSGAY, K.: Deutung der refraktionsseismischen Messungen auf dem östlichen Abschnitt des Alpenlängsprofils. Acta Geodet. Geophys. et Montanistica., Acad. Sci. Jung., *14*, 237–245, 1979.

(10) PRODEHL, C.: Struktur der tieferen Erdkruste in Südbayern und längs eines Querprofils durch die Ostalpen. Geofisica Teorica ed Applicata, *7*, 1965.

(11) MÜLLER, St., ANSORGE, J., EGLOFF, R., and KISSLING, E.: A crustal cross section along the Swiss Geotraverse from the Rhinegraben to the Po plain. Eclogae Geol. Helv., *73*, 463–485, 1980.

(12) RUESS, D., ZEGER, J., und STEINHAUSER, P.: Digitalis Geländemodell Österreichs. Tagungsber. 3. Int. Alpengrav. Koll., Leoben, 1983, 163–167, 1985.

(13) NETTLETON, L. L.: Gravity and Magnetics in Oil Prospecting, McGraw Hill, New York, 1976.

(14) HÖGGERL, N.: Die Ausgleichung des Österreichischen Präzisionsnivellementnetzes. ÖZfVuPh., *74*, 216–249, 1986.

(15) STEINHAUSER, P., und GUTDEUTSCH, R.: Rezente Krustenbewegung und Isostasie in den Hohen Tauern. Arch. Met. Geoph. Biokl., Ser. A, *25*, 141–149, 1976.
(16) WAGNER, G. A.: Fission Track Dating of Apatities. EPSL, *4*, 411–415, 1968.
(17) WAGNER, G. A., and REIMER, G. M.: Fission Track Tectonics: The Tectonic Interpretation of Fission Track Apatite Ages. EPSL, *14*, 263–268, 1972.
(18) GRUNDMANN, G., and MORTEANI, G.: The Young Uplift and Thermal History of the Central Eastern Alps, Evidence from Apatite Fission Track Ages. Jb. GBA, *128*, 197–216, 1985.
(19) STAUFFENBERG, H.: Apatite Fission-Track Evidence for Postmetamorphic Uplift and Cooling History of the Eastern Tauern Window and the Surrounding Austroalpine. Jb. GBA, *130*, 571–586, 1987.
(20) SCHÖBERL, F.: Auftretungshäufigkeiten spezifischer Feststoffgrößen an österreichischen Flußläufen. XII. Konferenz der Donauländer über hydrologische Vorhersagen. Bratislava, 1982.
(21) KARNER, G. D., and WATTS, A. B.: Gravity anomalies and flexure of the lithosphere at Mountain Ranges. Jour. Geoph. Res., *88*, 10449–10477, 1983.
(22) GÖTZE, H. J., MEURERS, B., SCHMIDT, S., und STEINHAUSER, P.: On the isostatic state of the Eastern Alps and the Central Andes – a statistical comparison. "Andean Magmatism and its Tectonic Setting", GSA special paper, in press, 1990.